

Article

수치모형을 이용한 홀로세 중기의 아시아 몬순순환 변화 연구

김성중^{1*} · 이방용¹ · 박유민¹ · 석봉출²¹한국해양연구원 부설 극지연구소²한국해양연구원 해양환경연구본부

(425-600) 경기도 안산시 안산우체국 사서함 29호

Numerical Simulation of the Asian Monsoon for the Mid-Holocene Using a Numerical Model

Seong-Joong Kim^{1*}, Bang Yong Lee¹, Yoo-Min Park¹, and Bong-Chool Suk²¹Korea Polar Research Institute, KORDI²Marine Environment Research Department, KORDI

Ansan P.O. Box 29, Seoul 425-600, Korea

Abstract : The change in global climate and Asian monsoon patterns during the mid-Holocene, 6000 years before present (6 ka), is simulated by a climate model at spectral truncations of T170 with 18 vertical layers, corresponding to grid-cell sizes of roughly 75 km. The present simulation is forced with the observed monthly data of sea surface temperatures, and the specified concentration of atmospheric carbon dioxide, while in the mid-Holocene experiment, orbital parameters such as obliquity, precession, and eccentricity are changed to the 6ka conditions. Under such conditions, the precipitation associated with the summer monsoon is enhanced over a wider zonal band from the Middle East to Southeast Asia, while no significant alteration takes place in winter. The monsoonal wind also increases over the Arabian Sea, showing the enhanced southwesterly wind during summer and northeasterly wind during winter. Overall, the strength of the Asian monsoon is enhanced during the mid-Holocene, especially in summer, which is consistent with the proxy estimates and other previous model simulations.

Key words : 몬순(monsoon), 홀로세 중기(mid-Holocene), 수치모형(numerical model), CCM3, 강수량(precipitation)

1. 서 론

몬순 지역은 지구상 가장 활발히 이류가 발생하는 곳으로서, 대기의 열과 수분을 전달하는 역할을 하며 동남아시아와 호주의 기후, 문화, 경제에 지대한 영향을 미친다. 몬순은 습윤과 건조한 두 가지의 명확한 상태로 구분되는데, 습윤 상태는 온난한 열대 해역에서 육지로 불어가는 바람장의 영향으로 온난하고 습윤한 우기를 의미하고, 건조 상태는 겨울철 대륙으로부터 불어오는 차고 건조한 계

절을 말하는 것이다(Webster *et al.* 1998). 몬순 세기의 연 변화는 농작물의 수확량에 지대한 영향을 미치는 것으로 밝혀지고 있다. 즉 몬순이 약한 해에는 정상적인 해에 비해 강수량이 적어 수확량이 작게 되며, 강한 몬순 시기에는 수확량이 많지만 너무 많은 비는 오히려 홍수를 유발하기도 한다. 이와 같이 인간 활동에 지대한 영향을 끼치는 몬순의 기작을 연구할 필요가 있다.

화석 연료 사용의 증가와 대규모의 벌목 활동은 지난 수십 년 동안 대기 중 온실 가스의 급격한 증가를 초래했고 결과적으로 지표의 온도를 높이는데 기여하고 있다. 지구 온난화는 대규모의 대기 순환의 변화를 야기시킬 것으

*Corresponding author. E-mail : seongjkim@kopri.re.kr

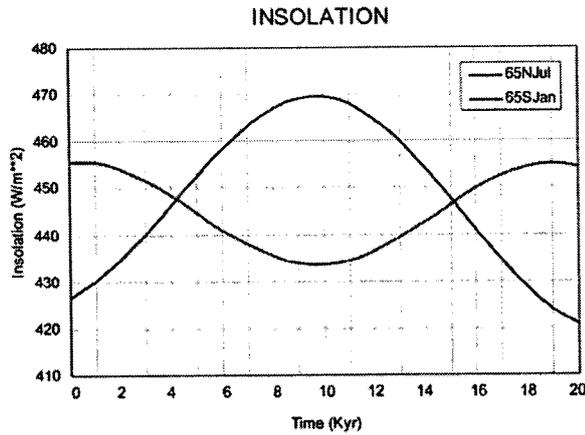


Fig. 1. Temporal variations in summer insolation at the northern hemisphere (65°N) and the southern hemisphere (65°S) since the Last Glacial Maximum (LGM).

로 믿어지며 몬순의 상태도 변화시킬 것으로 예견된다. 현재 몇몇 수치모델을 이용하여 미래의 몬순 변화를 예측하는 시뮬레이션을 수행중에 있는데(Douville *et al.* 2000; Hu *et al.* 2000), 미래에 대한 정확한 예측을 위해서는 기후 모델에 대한 검증이 이루어져야 한다(Joussaume *et al.* 1999). 미래의 몬순 변화 현상에 대한 모델 검증의 한 방법은 현재보다 온난했던 과거 홀로세 중기(6000년 전)의 기후 변화를 모의실험 해보고 지구화학적 분석을 통해 얻어진 관측치와 비교해 봄으로써 가능하다.

6000년 전에는 태양으로부터 지표로 입사하는 일사량이 여름철 북반구 65°N에서 약 7%(30 W/m²) 증가했으며 반대로 남반구 65°S에서는 약 3.5%(15 W/m²) 정도 감소했다(Fig. 1). 태양에너지 입사량의 시간적 변화는 태양에 대한 지구의 상대적 위치를 결정하는 세 가지 궤도 변수 인자들 즉 Eccentricity, Obliquity, Precession에 의해 결정된다. 특히 지난 홀로세 중기의 경우 지구의 Obliquity(지구 공전축의 기울기)가 약 24.1°로 현재(23.44°)보다 더 컸으며(Fig. 2a), Precession의 경우도 현재와 약 100° 정도의 차이를 보이고 있다(Fig. 2b). 이와 같은 지구 궤도 변수의 변화로 인해 입사 일사량의 계절적인 변화가 일어난다.

지구와 태양의 상대적 위치에 의해서 결정되는 입사 일사량의 차이는 전세계 몬순의 변화에 중요한 영향을 미침을 관측과 단순모델을 통해 보여 왔다(Kutzbach and Otto-Bliessner 1982; Kutzbach and Guetter 1986; Prell 1984; Prell and Kutzbach 1987). 많은 모의실험 결과, 북반구에서 증가된 태양에너지의 계절적 변화는 북반구에서 여름철에 현재보다 홀로세 중기가 더 온난했던 것으로 나타난다. 특히 열용량의 차이에 의해 해양에 비해 육상 지

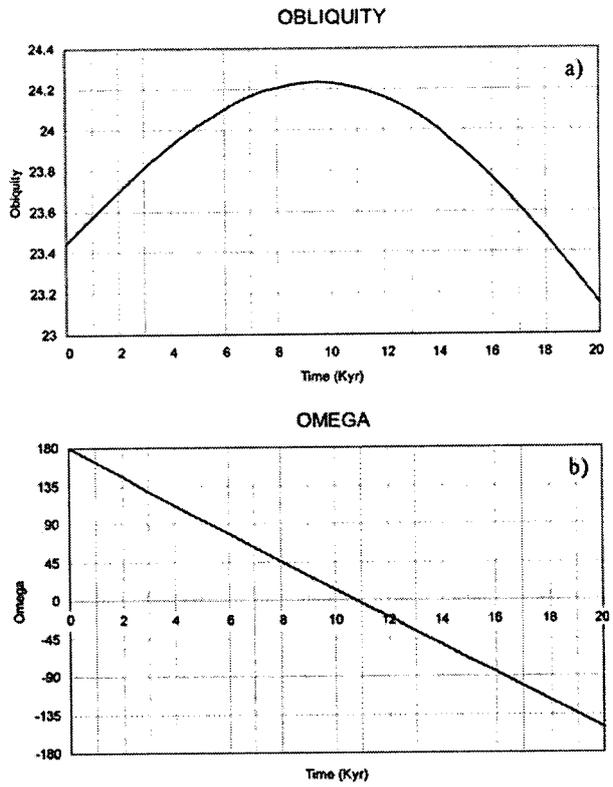


Fig. 2. Temporal variations in a) obliquity and b) precession since the LGM. Units are in degree.

역에서의 온도 증가가 더 크게 나타나는데 이는 해양/육상 온도 대비를 증가시키며 더불어 해양/육상 해면기압(sea level pressure)의 차에 영향을 미치게 된다. 이 변화는 결과적으로 북반구에서 홀로세 당시 여름철 몬순의 강화를 초래하며 남아시아와 북아프리카에서 강수량이 증가되는 것으로 나타났다(Kutzbach and Gallimore 1988). 그리고 이 결과는 열대 지방의 호수면 변화를 통해 복원된 물수지의 관측치와도 일치한다(Kutzbach and Street-Perrott 1985). 지난 홀로세 중기의 몬순 변화에 관한 수치모형 연구는 PMIP(Paleoclimate Model Intercomparison Project)의 일환으로 수치모형들의 검증에도 이용되었다(Joussaume *et al.* 1999). 하지만 이들 모형들은 대부분 200~300 km의 저해상도 모형들이기 때문에 세부적인 기후적 특징들을 재현하는데 한계가 있다. 이에 본 연구에서는 고해상도(약 75 km) 수치모형을 이용하여 지난 홀로세 중기에 아시아 몬순 변화와 관련된 세부적인 특징들을 모의실험 해보고자 한다. 현재의 기후조건을 대상으로 실험해 본 결과 T170 버전의 고해상도 모델 결과가 저해상도(T42) 버전의 결과에 비해 시간 공간적으로 관측치와 더 잘 일치됨을 Duffy *et al.*(2003)이 보여주었기 때문에, 본 연구에서는 해상도의 변화에 따른 실험은 적용하지 않는다.

2. 수치모형 및 실험

이 연구에서 이용된 모형은 미국 대기청(NCAR: National Center for Atmospheric Research)에서 개발된 CCM3 (Community Climate Model) 대기 순환 모형으로서, 이 연구에서는 모형버전 CCM3.10.11이 사용되었다. 이 버전의 물리적 특징은 버전 CCM3.6.6와 일치하는데, 단지 병렬화를 위해 모형의 코드가 재구성된 점이 다르다. CCM3은 전구 spectral 모형으로서 수직적으로 18개의 층으로 구성되어 있는데 지표에서는 지형을 따라 변하다가 상층으로 갈수록 기압경도선을 따라가는 양상을 보이며 최상층에는 2.9 mb의 압력을 가진다. 이 연구에서 이용된 모형의 수평해상도는 T170 truncation으로 512×256개의 셀을 가지며 가우시안 격자 상에서의 거리는 약 75 km이다. 그리고 이 모형에는 자세한 지표현상들(land surface processes)이 표현되어 있다(Bonan 1998). CCM3 모형 버전의 물리적 표현들에 관한 사항은 Kiehl *et al.*(1998a, b)과 Kim *et al.*(2005)에 자세히 기술되어 있다.

T170 버전에서는 저해상도(T42)에서 고해상도로의 전환시에 발생하는 불안정성을 최소화하기 위하여 구름과 증발량의 모수화에 있어 일부 인자들이 수정되었다(Duffy *et al.* 2003). T42 해상도에서 T170 해상도로의 전환시에 조절되었던 인자들은 다음과 같다. 첫째, 해상도 증가는 저해상도에 비해 상층 구름의 손실을 초래하며 상층 대기에서 장파복사량의 과도한 유출이 발생된다. 그러므로 고해상도 버전에서는 중층과 상층 구름의 형성을 결정하는 임계 상대습도량이 90%에서 60%로 감소되었으며, 상층구름의 양이 관측치와 비슷한 값으로 증가되었다. 둘째, 구름의 하부에서 나타나는 기준 수증기량이 0.21 g/m³에서 0.17 g/m³로 감소되었으며, 이 변화에 따른 구름의 광학적 성질도 수정되었다. 셋째, 전구 평균 강수량과 증발잠열이 관측치에 비해 높게 나타나는데, 이 문제는 해양에서의 증발 계수를 0.0346에서 0.0296으로 감소시켜 개선하였다.

이 연구에서는 현재와 홀로세 중기의 기후에 관한 두 가지 실험이 실행되었는데, 현재 (MODern) 기후 실험은 편의상 MOD라 칭하고 홀로세 중기(mid-HOLocene)의 기후 실험은 HOL이라 하였다. MOD와 HOL의 기후재현 실험의 해양 표층 경계조건으로는 NCAR에서 제공된 월 평균 표층 수온과 해빙의 분포가 적용되었으며, 현재의 지형이 모형의 지표경계조건으로 이용되었다. 대기 상층의 경계조건에서 대기 중 이산화탄소 농도는 산업혁명 이전의 농도 대신에 현재의 농도(355 ppm) 값이 MOD 실험에 적용되었다. HOL 실험에서는 다른 조건들은 MOD 실험과 같고 지구 궤도 함수만 서론에서 설명했던 바와 같이 6000년 전 값이 적용되었다. 6000년 전에는 이산화탄소

값이 약 270 ppm으로 관측되는데(Barnola *et al.* 1987; Petit *et al.* 1999; Indermüle *et al.* 1999; Raynaud *et al.* 2000), 이 값은 산업혁명 이전의 이산화탄소 농도(280 ppm)와 거의 유사하기 때문에 홀로세에서 산업혁명 이전의 대기중 온실가스의 변화가 두 시기의 기후에 미치는 영향은 무시할만하다고 할 수 있다. HOL 실험에서 해수의 온도와 해빙의 분포를 동일하게 사용하였는데, 이는 해수면의 온도 차가 매우 작은 것으로 관측되며(e.g., Ruddiman and Mix 1993) 또한 기존의 홀로세 중기 모델 실험들에서도 표층해수온도를 현재값으로 적용하였다(de Noblet *et al.* 1996; Hewitt and Mitchell 1996; Joussaume *et al.* 1999).

MOD와 HOL 실험은 슈퍼컴퓨터를 이용하여 각각 총 6년씩 적분되었으며, 초기 2년은 기후변화 강제력의 적용에 따른 불안정성 때문에 제외하고 후반 4년의 평균값만 결과 분석에 이용하였다.

3. 결 과

홀로세 중기의 기후 변화

우선 현재 기후가 얼마나 관측치와 유사하게 현재 기후를 재현해 내는지 보기 위해 통상 모사가 어려운 것으로 알려진 전구 강수량 분포를 살펴보았다(Fig. 3). 관측치는 Xie and Arkin(1997) 자료를 이용하였다. 전체적으로 관측치와 비교해서 모의실험 결과가 잘 일치됨을 볼 수 있다. 특히 태평양 서안과 인도양 동쪽에서 보이는 적도 윙플과 관련된 많은 양의 강수가 잘 모사되고 있는데, 이는 온난한 표층 수온에 의해 유발된 해양대기의 활발한 대류에 의한 것으로 알려져 있다. 한편 캘리포니아 연안과 페루 연안 태평양과 적도를 중심으로 남북 아프리카 연안의 대서양에서 보이는 적은 양의 강수는 해양의 용승과 관련된 낮은 표층 수온에 기인한 것인데, 이 또한 잘 모사되고 있다. 비록 강수의 공간적 분포는 대체로 잘 모사되고 있으나, 모의실험된 강수의 크기는 대부분 지역에서 관측치에 비해서 더 크게 나타나며 이는 기존의 저해상도 모델에서 보여준 CCM3의 특징이라 할 수 있다(Duffy *et al.* 2003).

홀로세 중기의 기후가 전체적으로 현재와 어떻게 달랐는지 비교해 보기 위하여 겨울철(December-January-February) 평균과 여름철(June-July-August) 평균의 지표 온도 변화를 Fig. 4에 나타냈다. 겨울철의 지표 온도 변화를 살펴보면, 전반적으로 홀로세 중기때 현재보다 온도가 낮게 모의실험됨을 알 수 있다. 특히 아시아에서 아프리카에 걸쳐 그리고 북아메리카의 북쪽과 동쪽에서 기온이 더 낮게 나타난다. 하지만 일부 지역 예로 중국의 북부와 러시아 그리고 유럽에 걸쳐 지표층 온도가 홀로세 중기때

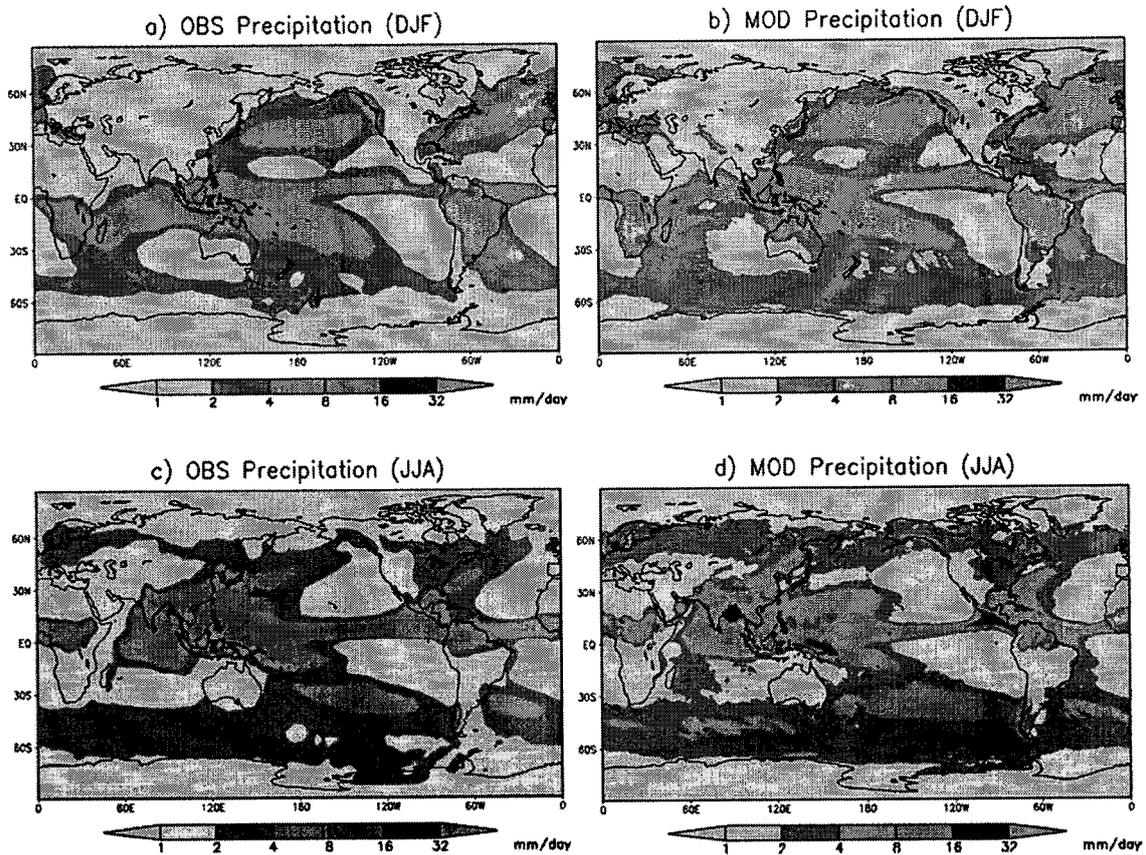


Fig. 3. Seasonal distribution of the precipitation for observed a) winter (averaged over December-January-February) and c) summer (averaged over June-July-August), and simulated by the MOD in b) winter and d) summer. The observed precipitation is from Xie and Arkin (1997).

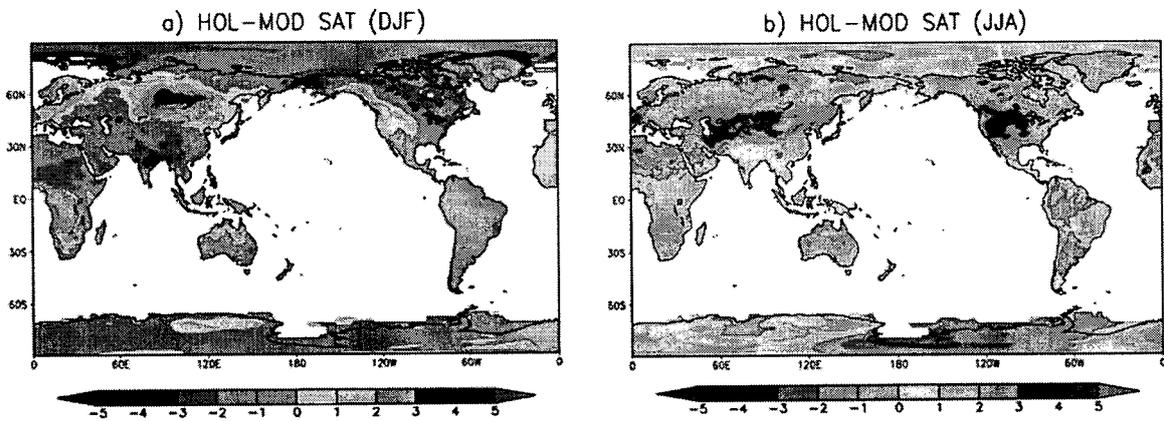


Fig. 4. Seasonal distribution of the change in surface temperature between HOL and MOD for a) winter and b) summer.

더 높게 나타난다. 남극대륙에서도 대체로 현재보다는 온도가 낮았던 것으로 나타났다.

여름철에는 남극의 일부를 제외한 대부분 지역에서 최대 5°C까지 온도가 높게 나타난다. 온난화는 특히 미국과

중아시아 및 유럽 북부 아프리카에 걸쳐 높게 (2~4°C) 나타난다. 이 정도의 온도 변화는 기존의 저해상도 모의실험 결과에 비해 높게 나타나는데, 저해상도 모의실험 결과는 다음 장에서 자세히 비교된다. 한 가지 흥미있는 특징

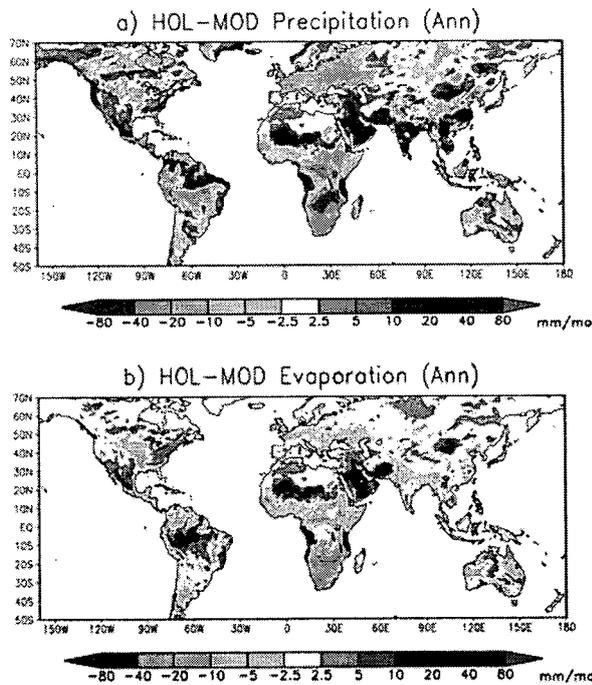


Fig. 5. Geographic distribution of the change in a) precipitation and b) evaporation over lands.

은 저위도 지역에서는 전반적으로 온도 변화가 크지 않게 나타나는데 비슷한 결과가 겨울철에도 나타난다. 전체적으로 홀로세 중기때 여름철 평균 약 1.3°C 더 온난했던 것으로 모의실험되며, 겨울철에는 0.25°C 정도 더 차갑게 나타난다.

Fig. 5는 지표에서의 물수지 인자들 중 연평균 강수량과 증발량의 변화(HOL-MOD)를 보여주고 있다. 연평균 강수량의 변화를 보면 북아프리카, 사우디아라비아, 인도, 인도차이나 반도, 남미의 아마존 유역, 그리고 미국의 서부 동지에서 강수량이 증가함을 보인다. 한편 아프리카의 중부와 남부 그리고 유럽의 대부분 지역에서는 강수량이 감소했다. 증발량의 변화도 강수량의 변화 형태와 대체로 유사하게 나타나는데 증발량은 강수량에 비해 크기가 작음을 알 수 있다.

강수량과 증발량의 차이는 지역의 물수지를 나타내는 중요한 변수인데, 홀로세 중기와 현재의 물수지의 변화를 Fig. 7a)에 나타냈다. 물수지의 변화를 보면 아프리카 북부와 중동, 인도, 남아시아 지역, 미국의 서북부와 남동부, 그리고 아마존 유역은 홀로세 동안 대체로 습윤했으며, 브라질 남부와 중앙아프리카 유럽 일부는 대체로 건조했던 것으로 모의실험 결과 나타났다. 과거 홀로세 중기에 관한 고기후 자료는 매우 복원이 힘들며 호수면의 변화를 이용해 복원한 물수지 변화가 가장 보편적이고 많이 이용되고 있다. Fig. 6b)는 과거의 호수면 변화를 통해 복원한

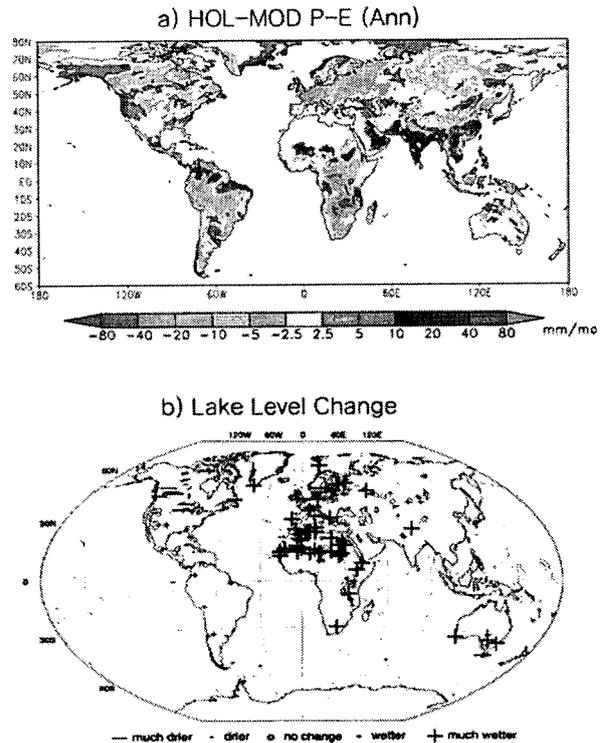


Fig. 6. Geographic distribution of the change in a) annual mean precipitation minus evaporation and b) observational hydrological budget change retrieved from the change in lake level. Adapted from Kohfeld and Harrison (2000).

물수지의 변화를 보여주는데, 아프리카 북부와 남부 인도와 호주 남부 동지에서 습윤했으며, 유럽과 캐나다 대부분이 건조했던 것으로 추정된다. 관측된 물수지의 변화패턴은 모의실험 결과와 대체로 유사하게 나타난다.

아시아 지역의 몬순 변화

몬순을 나타내는 지표로 가장 흔히 적용되는 것이 강수와 바람장이다(Ding 1994). 홀로세 중기 아시아 지역의 몬순 변화를 조사하기 위해 강수와 바람장의 변화를 살펴 보았다. 우선 모의실험된 MOD의 겨울철 강수를 살펴보면 중국의 북서부, 몽골, 만주, 인도 북동부, 사우디아라비아, 그리고 북아프리카 등지에서 강수량이 매우 적게 나타난다(Fig. 7a). 한편 여름철 강수 패턴을 보면 벵갈만 지역과 인도의 남서부를 비롯한 남아시아 주변에서 대체로 하루 평균 8 mm 이상의 많은 강수가 나타난다(Fig. 7c). 인도 주변의 많은 강수는 강한 해수의 증발 및 남서풍 바람장의 영향을 받은 것으로, 여름철 몬순 순환에 기인한 것 같다. 이들 지역에 비해 사우디아라비아 북부 및 중동 아시아 지역은 여름철에도 적은 강수가 나타난다.

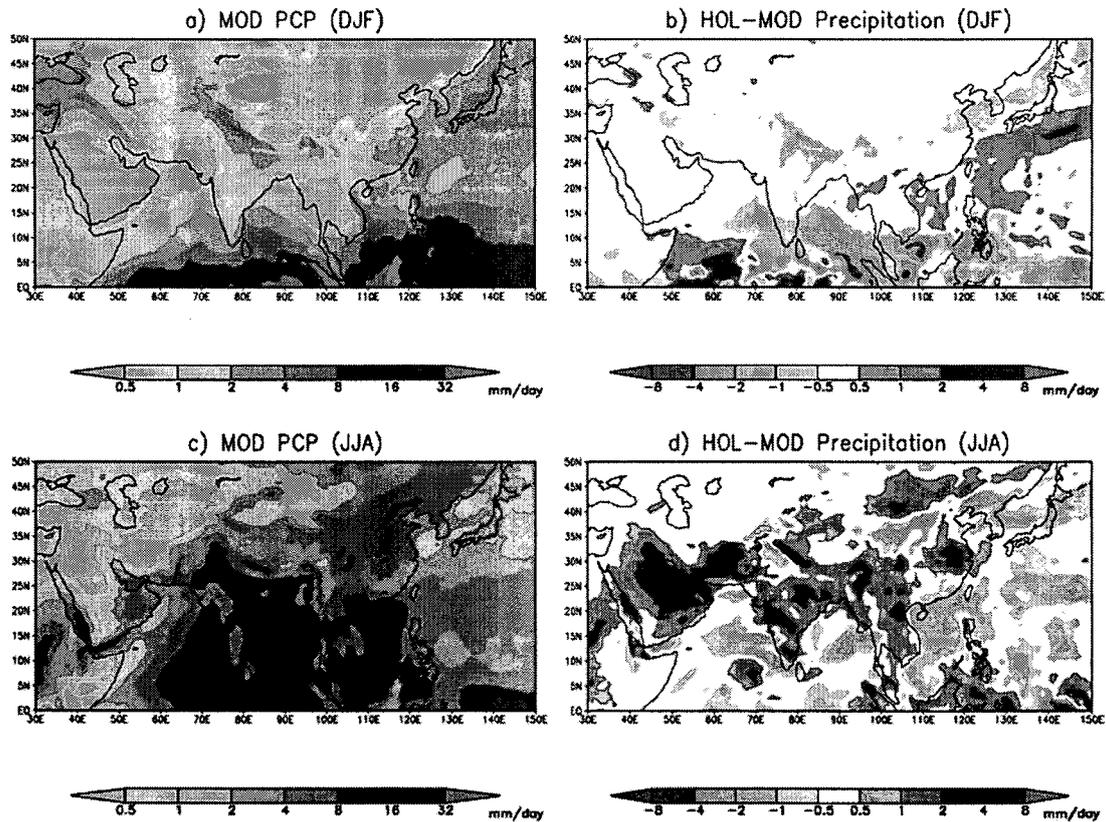


Fig. 7. Seasonal distribution of precipitation simulated by MOD for winter a) mean and b) difference, and summer c) mean and d) difference.

홀로세 중기의 계절별 강수량을 보면, 겨울철에는 대륙 내부에서는 인도 북부 히말라야 부근과 남부에서 감소가 약간 감소한 것을 제외하곤 강수량에 큰 차이가 없음을 알 수 있다. 대륙 내부와는 달리 주변해역에서는 강수의 변화를 보여주는데, 북태평양과 아라비아해에서는 강수가 증가하며, 인도양과 태평양에서는 강수가 감소하는 것으로 시뮬레이션 된다. 여름철에는 겨울철과 다른 강수 변화를 보여주는데, 아라비아 반도, 중동 아시아, 인도 그리고 남아시아 전역에 걸쳐 강수가 증가한 것으로 나타난다. 한편 주변 해역, 특히 북동태평양에서는 강수가 감소한 것으로 나타난다(Fig. 7d).

강수의 변화와 바람장의 변화를 보기 위하여 겨울철과 여름철의 900 hPa의 평균 바람장 벡터를 비교하여 보았다(Fig. 8). 현재의 바람장 분포를 보면 전형적인 몬순의 순환을 보여준다. 즉 겨울철에는 아시아 대륙중심부의 지표 온도 하강으로 인한 고기압의 발달로 아시아 대륙에서 주변 해역으로 바람이 불어가는 형태를 보이기 때문에 대륙은 매우 건조해진다. 특히, 북태평양에서 보이는 북서 계절풍과 아라비아해에서 보이는 북동 계절풍이 특징적으로 발달한다(Fig. 8a). 한편 여름철에는 대륙, 특히 티벳과

원 지역이 해양에 비해 온도 증가가 빠르기 때문에 주변 해역에서 대륙으로 부는 바람장이 발달하게 되며(Fig. 8c), 동시에 해양에서 수분이 공급되기 때문에 인도 서부와 벵갈만 지역 그리고 남아시아 지역에 많은 비가 내리게 된다(Fig. 7c).

홀로세 중기의 겨울철과 여름철의 바람장과 강수 변화를 보면 겨울철에 북동풍이 강화되며, 특히 이 현상은 아라비아해와 인도양에서 뚜렷하다(Fig. 8b). 그리고 이 지역에서 북동풍의 강화는 이란 부근과 인도 북부의 강수 감소에 기여하는 것 같다. 북서태평양에서는 홀로세 중기에 북서풍이 약간 감소하는 것으로 모의실험 된다. 한편 여름철에는 아라비아해에서 남서 계절풍이 강화한 것으로 나타나는데, 이는 아라비아반도, 인도 그리고 남아시아 전역에 걸쳐 나타난 강수 증가에 영향을 준 것 같다(Fig. 7d).

Fig. 6에 보이는 호수면 변화를 이용하여 복원한 아시아 지역에서의 물수지변화를 보면, 아라비아 반도, 인도 북부, 그리고 몽골 등지에서 현재보다 홀로세 동안 더 습윤했던 것으로 나타난다. 이외에도 아시아 지역에서 산발적으로 복원한 고기후 자료들을 보면, 위에 열거한 지역뿐 아니라 중국의 남서부에서도 습윤했던 것으로 보여진다

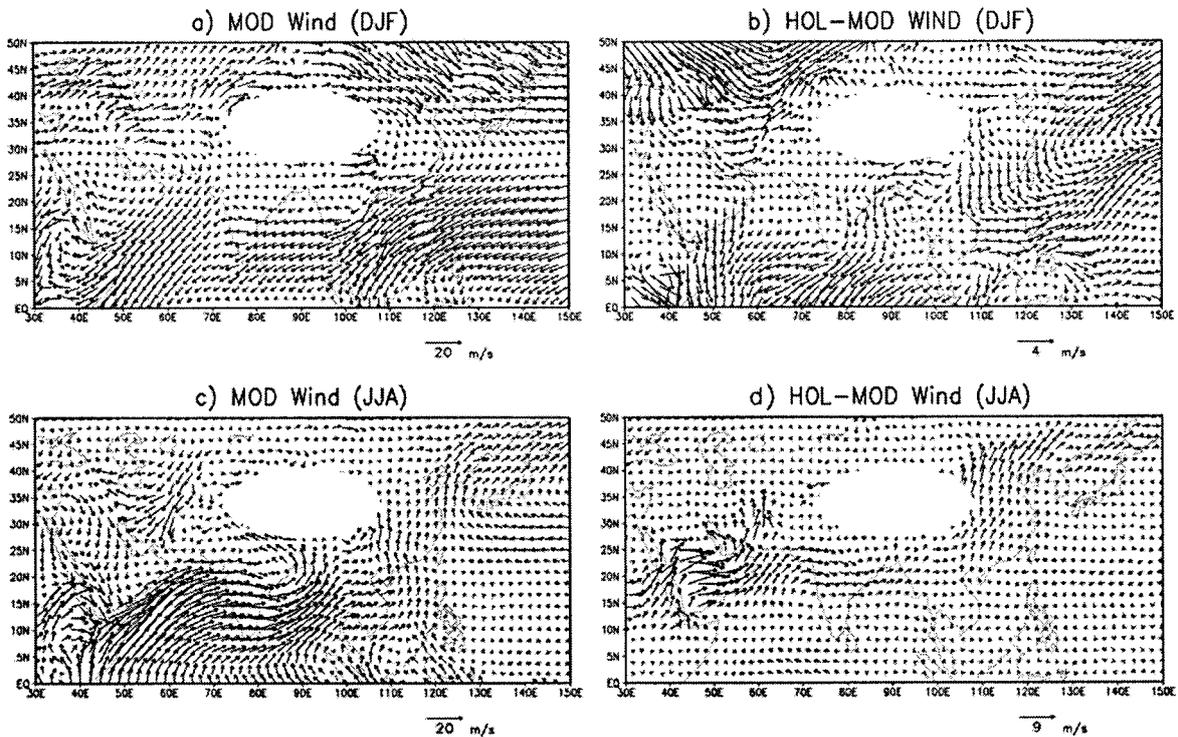


Fig. 8. Seasonal distribution of wind fields at 900 hPa simulated by MOD for winter a) mean and b) difference and summer c) mean and d) difference.

(Yu and Harrison 1996; de Noblet *et al.* 1996). 이 결과들은 홀로세 증기때 여름철 몬순이 대체로 증가했음을 시사해주는 증거들이다.

위의 결과들을 종합해보면, 홀로세 증기 동안 아시아 지역의 겨울철에는 지표온도 하강과 관련하여 내륙에서 주변 해역으로 불어나가는 바람장이 강화되어 인도 북부 지역과 남부지역의 강수 감소에 기여하나 강수의 변화는 대체로 적은편이다. 한편 여름철에는 아시아 대륙내부의 지표온도 상승과 더불어 육상으로 불어나는 바람장이 특히 아라비아해에서 강화되며 아라비아 반도와 인도 등 주변 내륙의 강수 증가에 기여한다.

다른 저해상도 모형 결과와의 비교

CCM3 고해상도 모델 버전을 이용하여 홀로세 증기의 모의실험 결과는 기존의 저해상도 결과와 전반적으로는 일치하는 것으로 나타난다. 예로 GFDL의 해양 대기 접합모형을 이용하여 Bush(2002)가 행한 수치모형 실험에서도 여름철에 아라비아해에서 남서풍이 강화하였으며 결과적으로 사우디아라비아, 인도, 중국 등지에 강수 증가가 나타남을 보여 주었다. 한편 PMIP(Joussaume *et al.* 1999) 결과에서 나타났듯이 대부분의 기후 모델에서 아시아 몬순의 강화와 관련해서 아프리카 북부와 인도 북

부에서 현재보다 강수량이 높게 나타나는데, 이 또한 이 연구의 고해상도 모형으로 모의실험한 결과와 잘 일치한다.

비록 전체적인 패턴은 저해상도 모의실험 결과와 유사하지만, 세부적 특징들은 다르게 나타난다. 첫째, 6000년 전을 모의실험하기 위해 이용된 대부분의 저해상도 모형들은 유라시아 내부와 북아메리카에서 여름철 온도가 약 2°C(Hewitt and Mitchell 1996; de Noblet *et al.* 1996; Hall and Valdes 1997) 또는 3°C(Wei and Wang 2004)로 나타나는데, 이는 본 연구에서의 온도변화(2~5°C) 보다 적은 값이다. 이 차이점은 본 연구에서 티벳고원 같은 지역의 표현을 보다 상세하게 함으로써 나타나는 반응이 더 크기 때문으로 사료된다. 둘째, 호수면의 변화나 화분의 변화를 이용해 복원한 물수지 변화를 보면 (Fig. 6b), 현재 건조한 사막지역인 아프리카 북부와 사우디아라비아 반도에서 현재에 비해 습윤했고 지표도 사막이 아닌 초원이었던 것으로 나타난다(Joussaume *et al.* 1999). 하지만, 대부분의 저해상도 모델에서는 아프리카 북부와 사우디아라비아 반도에서 현재에 비해 높은 강수의 모사가 잘 되지 않고 있다. 본 연구에서는 이들 지역에서 여름철에 현재보다 강수가 높고 또한 습윤하게 잘 묘사되고 있는데 이 또한 해상도와 연관이 있는 것 같다.

4. 요약 및 결론

몬순은 인간 생활과 밀접한 연관이 있어 이에 대한 연구가 활발히 진행되어 왔다. 미래의 몬순변화를 예측하기 위하여 많은 모델들이 개발되고 있으나, 이 모형들의 미래 기후 예측에 대한 검증은 위하여 과거 현재보다 온난했고 지질학적 그리고 지구화학적 자료가 풍부한 홀로세 중기를 모의실험해 왔다. 기존의 모델들은 대부분 20~300 km의 저해상도 모델로서 전체적인 몬순변화는 모사가 가능하지만 세부적인 특징에 한계가 있어 본연구에서 고해상도 모델(T170 해상도)을 이용하여 홀로세 중기의 아시아 몬순변화와 관련된 세부적인 특징들을 모의실험해 보았다.

모의실험에 이용된 모형은 미국 대기청에서 개발한 CCM3로 수평해상도는 T170 truncation 으로 512×256의 격자를 가지며, 수직적으로는 18개의 층으로 구성된다. 지표는 자세한 지표현상들이 표현되며, 구름은 고정되지 않고 상대습도에 비례하여 생성되고 있다. 이외에도 아주 복잡한 대기 복사현상들이 모두 포함되어 있다. 저해상도에서 고해상도로 전환시 발생하는 불안정성능 확산계수들의 튜닝에 의해 안정된 버전으로 개발되었다. 이 연구에서는 현재 (MOD)와 홀로세중기(HOL)의 두 실험이 실행되었는데, 두 실험 모두 기존의 다른 수치모형실험에서 적용했듯이 대기 이산화탄소 및 표층의 수온은 현재값으로 고정되었고 단지 지구궤도 인자들만 다른 값이 적용되었다.

지표로 입사하는 태양 에너지의 양이 북반구에서 겨울철에는 감소하고 여름철에는 증가하는데 여름철 증가량이 겨울철 감소량보다 크게 나타남에 따라 여름철에는 전구 평균 약 1°C 정도 증가하고 겨울철에는 약 0.5°C 정도 감소한다. 온도 변화에 비슷한 경향을 가지고 강수량은 지역에 따라 차이가 나타나는데, 아프리카 북부와 중동, 인도, 남아시아 지역, 미국의 서북부와 남동부, 그리고 아마존 유역은 홀로세 동안 대체로 습윤했으며, 브라질 남부와 중앙아프리카 유럽 일부는 대체로 건조했던 것으로 모의실험 결과 나타나는데 이런 분포들은 호수면 변화를 통해 복원한 물수지 자료와도 잘 일치하고 있다. 모의실험 결과 전체적으로 홀로세 동안 강수가 약간 증가한 것으로 나타난다.

아시아 지역에서의 몬순과 관련된 순환과 강수량의 변화를 보면, 겨울철 아시아 내륙의 온도 하강에 기인하여 내륙에서 주변 해역으로 불어가는 바람장이 증가하는 것으로 나타나며, 이에 따라 아시아 대륙 내부는 강수량이 다소 감소한다. 반면에 여름철에는 아시아 내륙의 온도 증가와 더불어 해양에서 불어오는 바람장, 특히 아라비아해에서 남서 계절풍의 증가로 아라비아 반도, 인도, 그리고 남아시아 주변의 강수량이 증가(인디아 주변에서 월평균 22 mm 정도)하는 것으로 모의실험 된다.

기존에 보고된 저해상도 모의실험 결과와 비교하여 전체적인 패턴은 일치하여 홀로세 중기의 여름철 몬순이 증가하는 것으로 나타나지만, 아시아 몬순변화와 관련된 세부적인 특징들은 다르게 나타난다. 특히, 호수면 변화 및 화분 변화를 통해 볼 때 아프리카의 북부나 사우디아라비아 지역이 현재보다 더 습윤했던 것으로 나타나는데 이와 같은 특징들은 저해상도 모델들에서는 잘 모사되지 않았던 현상이다.

결론적으로 CCM3 모형은 홀로세 중기의 기후 변화를 지질학적 추정치와 비교해서 대체로 잘 모사하고 있으며, 특히 기존의 저해상도 모델들에서 잘 모사하지 못했던 아시아 몬순변화관련 세부적인 특징들을 잘 재현해내고 있다.

사 사

이 연구는 한국해양연구원 부설 극지연구소에서 수행하는 “북극환경 특성연구(PE05007)”와 한국해양연구원의 “아시아 몬순순환재현 수치실험(PG04001)” 사업으로부터 연구비를 지원받아 수행하였으며, 또한 한국과학기술정보연구원의 “제 7차 슈퍼컴퓨팅 응용연구 전략지원 프로그램”을 통해 수행되었다. 컴퓨팅 자원을 제공해 준 슈퍼컴퓨팅센터와 기술지원을 해 준 이상민 박사(연구원)에게 감사사를 드린다.

참고문헌

- Barnola, J.-M., D. Raynaud, Y.S. Korotkevich, and C. Lorius. 1987. Vostok ice core provides 160,000-year record of atmospheric CO₂. *Nature*, 329, 408-414.
- Bonan, G. 1998. The land surface climatology of the NCAR Land Surface Model coupled to the NCAR Community Climate Model. *J. Climate*, 11, 1307-1326.
- Bush, A.B.G. 2002. A comparison of simulated monsoon circulations and snow accumulation in Asia during the mid-Holocene and at the Last Glacial Maximum. *Global Planet. Change*, 32, 331-347.
- de Noblet, N., P. Braconnot, S. Joussaume, and V. Masson. 1996. Sensitivity of simulated Asian and African summer monsoons to orbitally induced variations in insolation 126, 115, 6 kBP. *Clim. Dynam.*, 12, 589-603.
- Ding, Y. 1994. *Monsoons over china*. Kluwer Academy Publishers, London.
- Douville, H., J.-F. Royer, J. Polcher, P. Cox, N. Gedney, D.B. Stephenson, and P.J. Valdes. 2000. Impact of CO₂ doubling on the Asian summer monsoon: Robust versus model-dependent responses. *J. Meteorol. Soc. Jpn.*, 78, 421-439.

- Duffy, P.B., B. Govindasamy, J.P. Iorio, J. Milovich, K.R. Sperber, K.E. Taylor, M.F. Wehner, and S.L. Thompson. 2003. High-resolution simulations of global climate, part 1: present climate. *Clim. Dynam.*, 21, 371-390.
- Hall, N.M. and P.J. Valdes. 1997. A GCM simulation of the climate 6000 years ago. *J. Climate*, 10, 3-17.
- Hewitt, C.D. and J.F.B. Mitchell. 1996. GCM simulations of the climate of 6 kyr BP: Mean changes and interdecadal variability. *J. Climate*, 9, 3505-3529.
- Hu, Z.-Z., L. Bengtsson, and K. Arpe. 2000. Impact of global warming on the Asian winter monsoon in a coupled GCM. *J. Geophys. Res.*, 105, 4607-4624.
- Indermühle, A., T.F. Stocker, F. Joos, H. Fischer, H.J. Smith, M. Wahlen, B. Deck, D. Mastroianni, J. Tschumi, T. Blunier, R. Meyer, and B. Stauffer. 1999. Holocene carbon-cycle dynamics based on CO₂ trapped in ice at Taylor Dome, Antarctica. *Nature*, 398, 121-126.
- Joussaume, S., K.E. Taylor, P. Braconnot, J.F.B. Mitchell, J.E. Kutzbach, S.P. Harrison, I.C. Prentice, A.J. Broccoli, A. Abe-Ouchi, P.J. Bartlein, C. Bonfils, B. Dong, J. Guiot, K. Herterich, C.D. Hewitt, D. Jolly, J.W. Kim, A. Kislov, A. Kitoh, M.F. Loutre, V. Masson, B. McAvaney, N. McFarlane, N. de Noblet, W.R. Peltier, J.Y. Peterschmitt, D. Pollard, D. Rind, J.F. Royer, M.E. Schlesinger, J. Syktus, and S. Thompson. 1999. Monsoon changes for 6000 years ago: Results of 18 simulations from the Paleoclimate Modelling Intercomparison Project (PMIP). *Geophys. Res. Lett.*, 26, 859-862.
- Kiehl, J.T., J.J. Hack, B.G. Bonan, B.A. Boville, D.L. Williamson, and P. Rasch. 1998a. The National Center for Atmospheric Research Community Climate Model: CCM3. *J. Climate*, 11, 1131-1149.
- Kiehl, J.T., J.J. Hack, and J. Hurrell. 1998b. The energy budget of the NCAR Community Climate Model: CCM3. *J. Climate*, 11, 1151-1178.
- Kim, S.-J., T.J. Crowley, D.J. Erickson, G. Bala, and P.B. Duffy. 2005. High-resolution climate simulation of the Last Glacial Maximum. *Clim. Dynam.*, submitted.
- Kohfeld, K.E. and S.P. Harrison. 2000. How well can we simulate past climates? Evaluating the models using global paleoenvironmental datasets. *Quat. Sci. Rev.*, 19, 321-346.
- Kutzbach, J.E. and B.L. Otto-Bliesner. 1982. The sensitivity of the African-Asian monsoonal climate to orbital parameter changes for 9000 years B.P. in a low-resolution general circulation model. *J. Atmos. Sci.*, 39, 1177-1188.
- Kutzbach, J.E. and F.A. Street-Perrott. 1985. Milankovich forcing of fluctuations in the level of tropical lakes from 18 to 0 kyr BP. *Nature*, 317, 130-134.
- Kutzbach, J.E. and P.J. Guetter. 1986. The influence of changing orbital parameters and surface boundary conditions on climate simulations for the past 18,000 years. *J. Atmos. Sci.*, 43, 1726-1759.
- Kutzbach, J.E. and R.G. Gallimore. 1988. Sensitivity of a coupled atmosphere/mixed layer ocean model to changes in orbital forcing at 9000 years B.P. *J. Geophys. Res.*, 93, 803-821.
- Petit, J.R., J. Jouzel, D. Raynaud, N.I. Barkov, J.-M. Barnola, I. Basile, M. Benders, J. Chappellaz, M. Davis, G. Delayque, M. Delmotte, V.M. Kotlyakov, M. Legrand, V.Y. Lipenkov, C. Lorius, L. Pépin, C. Ritz, E. Saltzman, and M. Stievenard. 1999. Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica. *Nature*, 399, 429-436.
- Prell, W.L. 1984. Monsoonal climate of the Arabian Sea during the Late Quaternary: A response to changing solar radiation. p. 349-366. In: *Milankovich and climate, Part 1*. eds. by A. Berger, J. Imbrie, J. Hays, G. Kukla, and B. Saltzman. D. Reidel, Hingham, Mass.
- Prell, W.L. and J.E. Kutzbach. 1987. Monsoon variability over the past 150,000 years. *J. Geophys. Res.*, 92, 8411-8425.
- Raynaud, D., J.-M. Barnola, J. Chappellaz, T. Blunier, A. Indermühle, and B. Stauffer. 2000. The ice record of greenhouse gases: a view in the context of future changes. *Quat. Sci. Rev.*, 19, 9-17.
- Ruddiman, W.F. and A.C. Mix. 1993. The north and equatorial Atlantic at 9000 and 6000 yr BP. p. 94-124. In: *Global Climates Since the Last Glacial Maximum*. eds. by H.E.J. Wright, J.E. Kutzbach, T. Webb III, W.F. Ruddiman, F.A. Street-Perrott, and P.J. Bartlein. Univ. Minnesota Press, Minneapolis.
- Webster, P.J., V.O. Magana, T.N. Palmer, J. Shukla, R.A. Tomas, M. Yanai, and T. Yasunari. 1998. Monsoons: Processes, predictability, and the prospects for prediction. *J. Geophys. Res.*, 103, 14451-14510.
- Xie, P. and P.A. Arkin. 1997. Global precipitation: A 17-year monthly analysis based on gauge observations, satellite estimates, and numerical model outputs. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 78, 2539-2558.
- Yu, G. and S.P. Harrison. 1996. An evaluation of the simulated water balance of Eurasia and northern Africa at 6000 yr BP using lake status data. *Clim. Dynam.*, 12, 723-735.
- Wei, J. and H. Wang. 2004. A possible role of solar radiation and ocean in the mid-Holocene East Asian monsoon climate. *Adv. Atmos. Sci.*, 21, 1-21.

Received Jun. 29, 2005

Accepted Sep. 8, 2005